

雪質と積雪深変化を考慮した 河川流域の積雪水量の時間変化の予測

Estimation of Snow Water Equivalent Based on Change of Snow Type and Snow Depth

中尾 隆志
Takashi NAKAO

北見工業大学

要 旨

積雪深データは気象庁アメダスデータはもとより、近年の除雪体制の整備から国、北海道や各市町村において詳細な観測がされてきている。積雪深変化は、融雪による積雪深低下のみならず、積雪自身の粘性圧縮により大きく変化する。

本研究では降雪ごとに各積雪層について雪の粘性圧縮理論による層厚変化を推定することにより全層の積雪深の変化は雪の粘性圧縮による雪面低下以外は全て積雪表面で生じる融雪に起因するとして、雪面融雪量の推定を行っている。また、各積雪層内の粘性圧縮量を求めることにより、層別の雪の物性値を推定することが可能となり、これらの物性値に基づき、融雪水の積雪層内の保水量・浸透量の算定を行い、融雪水の地表面到達量の推定モデルの構築を行っている。

作成されたモデルによる融水の地表面到達量の計算値は北見工業大学で測定されたスノーライシメータによる実測値と比較検討することにより、積雪層内の保水が再凍結する場合を除き、ほぼ同様な傾向を示した。

《キーワード：雪面融雪量；融雪水の積雪内浸透；雪の粘性圧縮；積雪深変化；積雪水量》

1. はじめに

積雪寒冷地において、冬期の積雪は重要な水資源となる反面、春先の急激な融雪は融雪水害を引き起こすことがある。すでに承知のように、雪面の融雪現象のピークは昼間の暖かい時間帯に生ずるが、積雪層内の浸透現象を伴うため、融雪水が地表面に到達するには時間遅れを伴い、実河川への融雪出水のピークは夕方から夜間に生ずることになる。従って、融雪水の地表面到達量をリアルタイムで推定することが可能となれば、融雪出水のピークとなる夜間のダムゲートの開閉調節計画を事前に立てられ、融雪出水災害を未然に防ぐことができる。

融雪水の流出過程における最大の問題点は雪面融雪量の評価方法である。この評価法については今までも熱収支法¹⁾、デグリーアワー法²⁾等の手法が提案されているが、前者は気象観測項目が多く、特に長波放射量の見積もりが難しくあまり実用的ではない。また、後者の手法は、解析対象域の地形の影響を大きく受けるため、解析対象域ごとに過去のデータを基にデグリーアワーファクターを求める必要がある。近年防災意識の高まりとともに、気象庁アメダス観測網の他に防災、除雪体制の整備から国、都道府県や各市町村においても降水量や積雪深の観測整備が進み、リアルタイムでこれらのデータを活用することが可能となってきた。小南ら³⁾は降雪深の自動計測を目的に、積雪の粘性圧縮理論を用い、降雪深を推定する方法を提案し良好な結果を得ている。このモデルの特徴は積雪深と降水量のみから各積雪層の物理特性を推定することができる点にある。

本研究では小南らの提案しているモデルをもとに1時間ごとの積雪深と降水量変化のデータのみから各積雪層の雪の物理特性の変化を考慮し、雪面融雪量および融雪水の地表面到達量の推定を試みたので報告する。

2. 積雪の粘性圧縮理論による積雪層変化

(1) 粘性圧縮による積雪層の厚さ変化と各積雪層の物理特性の算定

小南らは濡れ雪の粘性係数 η (Pa・s) は、その雪の乾き密度 ρ_{dry} (kg/m³) のべき乗に比例するとして

$$\eta = C(\rho_{dry})^a \quad (1)$$

ここに、 a 、 C ：定数

を仮定することにより、粘性圧縮による各積雪層の厚さ変化を考え、各積雪層の物理特性を求めている。本研究で必要となる各積雪層の物理諸量は以下のように計算することが出来る。

今、積雪内部に時刻 t_{i-1} から t_i までに積もった雪の層、 t_i 層 ($i=1, 2, 3, \dots, n$) を考え、時刻 t ($> t_i$) における t_i 層の厚さを $h_i(t)$ (m)、質量を $w_i(t)$ (kg/m²)、含水量を $q_i(t)$ (kg/m²) とすると、 t_i 層の重量含水率、乾き密度はそれぞれ、次式のように表される。

$$\alpha_i(t) = \frac{q_i(t)}{w_i(t)} \quad (2)$$

$$(\rho_i(t))_{dy} = \frac{[1 - \alpha_i(t)]}{h_i(t)} w_i(t) \quad (3)$$

また、粘性圧縮の場合、応力と歪の関係式から t_i 層の時刻 t_n の積雪層の厚さ $h'_i(t_n)$ (m) は次式により与えられる。

$$h'_i(t_n) = h_i(t_{n-1}) \times \left\{ 1 + \left(\frac{a}{C} \right) \frac{h_i(t_{n-1})^a}{[\{1 - \alpha_i(t_{n-1})\} w_i(t_{n-1})]^a} Q_i(t_{n-1}, t_n) \right\}^{-\frac{1}{a}} \quad (4)$$

ここに、 $Q_i(t_{n-1}, t_n)$ (Pa·s) は t_i 層に作用する圧力の時間間隔 $t_n - t_{n-1}$ までの積算値であり、時刻 t_{n-1} の t_i 層上の各層の質量 $w_i(t_{n-1})$ が時刻 t_n まで変化せず、 t_i 層の自重の寄与割合を 1/2 とすると、 $Q_i(t_{n-1}, t_n)$ は次式で表せる。

$$Q_i(t_{n-1}, t_n) = \left\{ \frac{w_i(t_{n-1})}{2} + \sum_{i=i+1}^{n-1} w_i(t_{n-1}) + \frac{p(t_n)}{2} \right\} g \Delta t \quad (5)$$

ここに、 g は重力加速度、 $p(t_n)$ (kg/m²) は時刻 t_{n-1} から t_n までの降水量である。

式 (5) は融雪や融雪水・雨水の浸透により各積雪層の質量が変化する場合に成立しない。しかし、小南らは Δt を 1 時間とし、式 (4)、(5) で与えられる粘性圧縮が生じた後、次節以降の融雪や浸透水の積雪下層への流下が生じるとして計算を行っている。本研究でも小南らと同様の取り扱いとする。

(2) 積雪深変化による融雪の有無判定と融雪水の下層への浸透

図-1は、積雪底面で生じる地温融雪量は微少で、これを無視できるものとしたときの現在時刻 t_n の積雪深 $H(t_n)$ と粘性圧縮による時刻 t_n における各積雪層の厚さ $h'_i(t_n)$ ($i=1, 2, 3, \dots, n$) の関係を示している。このとき、次式で示される指標 $D(t_n)$ を考える。

$$D(t_n) = H(t_n) - \sum_{i=1}^{n-1} h'_i(t_n) \quad (6)$$

式 (6) は時刻 t_n の積雪深から粘性圧縮により予測される時刻 t_{n-1} の雪面の時刻 t_n における地上高さを引いたものである。

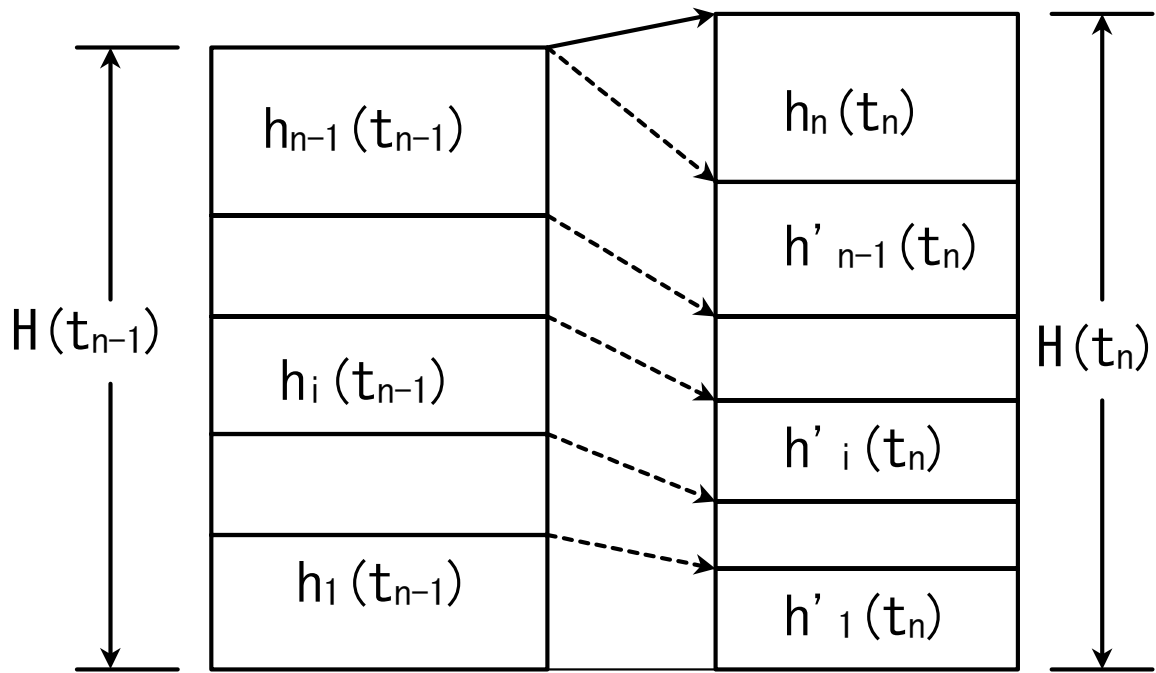


図-1 Δt 時間後の各積雪層の変化 (文献3) から引用したものを一部修正して掲載)

図に示すように、時刻 t_{n-1} から t_n までの間に雪面で融雪が生じず、降雪のみがあった場合を考えると指標 $D(t_n)$ は正となり、その値が新しく積もった積雪層 t_n 層の厚さ $h_n(t_n)$ となる。これとは逆に、降雪がなく融雪のみが生ずる場合には、 $D(t_n)$ は負となり、その値が雪面から融けた雪の深さを示す。本論文ではこの指標 $D(t_n)$ を用い、融雪の有無を判定し、次のような計算ステップで各積雪層内の時刻 t_n における質量、含水率などの物理特性を求めた。1) 粘性圧縮による各積雪層厚 $h'_i(t_n)$ を式(4)、(5)により求め、指標 $D(t_n)$ を計算する。2) $D(t_n)$ が正の場合、その値を新積雪層の厚さ $h_n(t_n)$ とし、次項以後に述べる方法により、各積雪層の物理特性の算定を行い、 $D(t_n)$ が負の場合には、その値に対応する積雪層を雪面から除外する。3) 降水量 $p(t_n)$ は $D(t_n)$ が負の場合には雨として取り扱い、雪面で融けた融雪水とともに後の(b)で詳細に述べる方法で下層へ浸透させる。

(a) 融雪水が存在する場合の物理特性の算定

$D(t_n) < 0$ の場合、雪面から $-D(t_n)$ までの積雪層が融解したものと考えられる。今、 t_{n-1} 層から t_n 層 ($k < n$) まで完全に融解し t_{k-1} 層が一部融解したとすると t_{n-1} から t_n までの間で融解により失われる層を表す番号 k は次の不等式を満たす。

$$\sum_{i=k}^{n-1} h'_i(t_n) \leq -D(t_n) < \sum_{i=k-1}^{n-1} h'_i(t_n) \quad (7)$$

完全に融解する層は上式を満足する k より求め、一部融解する $k-1$ 層の厚さとその氷の部分の質量は式(8)、(9)により求める。

$$h_{k-1}(t_n) = \sum_{i=k-1}^{n-1} h'_i(t_n) + D(t_n) \quad (8)$$

$$\{1 - \alpha_{k-1}(t_n)\} w_{k-1}(t_n) = \left\{ \frac{h_{k-1}(t_n)}{h'_{k-1}(t_n)} \right\} \{1 - \alpha_{k-1}(t_{n-1})\} w_{k-1}(t_{n-1}) \quad (9)$$

また、雪面で融けた雪（水を含む）の質量 $m(t_n)$ (kg/m^2) は

$$m(t_n) = \sum_{i=k}^{n-1} w_i(t_{n-1}) + \left\{ 1 - \frac{h_{k-1}(t_n)}{h'_{k-1}(t_n)} \right\} w_{k-1}(t_{n-1}) \quad (10)$$

となり、降水量（雨と判断される） p とともに次項の法則に従い下層へと浸透させた。

(b) 下層への融雪水の浸透

雪面での融雪水は時間経過とともに徐々に積雪層を浸透し、積雪内の含水率を増加させながら下層へと流下していくが、雪面での融雪水の全てが直ちに地表面に到達するわけではない。本論文では積雪層内で最大含水率まで懸垂水として保持されこれを超えた融雪水が時間経過とともに重力水として下層へ流下していくとしている。

各積雪層の最大含水率 w_{cap} は積雪層内の乾き雪密度 ρ_{dry} と相関があるとし⁴⁾ 次式により推定している。

$$w_{cap} = 0.025 \times 10^{-3} \rho_{dry} + 0.030 \quad \rho_{dry} \leq 400 \quad (11)$$

ρ_{dry} が $400 \text{ kg}/\text{m}^3$ を超えた場合、 w_{cap} は全て 0.04 とした。

式 (11) で得られた最大含水率を超えた融雪水が流下してきたとき融雪水はさらに下層へと浸透するがその全てが単位時間内に浸透するとは限らない。Laramieら⁴⁾ は単位時間後に融雪水がどのくらいの割合で地表面に到達するかを積雪深 $H(t_n)$ をパラメータとし、次式で示される地表面到達率 $P_C(t_n)$ を用いている。

$$P_C(t_n) = \frac{21}{3.937 \times 10^{-3} H(t_n) + 21} \quad (12a)$$

本論文では、各積雪層内でも上記の考え方が成り立つものとし、次式による下層への流下率 $f_{C,i}(t_n)$ を考え下層の流下量を求めることとした。

$$f_{C,i}(t_n) = \frac{21}{3.937 \times 10^{-3} h'_i(t_n) + 21} \quad (12b)$$

(c) 指標 $D(t_n)$ が正の場合の各積雪層の物理特性

先に述べたように $D(t_n)$ が正の場合、雪面での融雪は生じないとしている。時刻 t_{n-1} から t_n までに積もった t_n 層の厚さ $h_n(t_n)$ は $D(t_n)$ で与えられる。この時の降雪の含水率は不明なため、 $\alpha_n(t_n)$ は 0 とした。また、 t_n 層以外の各層の厚さは粘性圧縮による厚さ $h'_i(t_n)$ に等しくなるが、前項で述べたように各層の保水量が最大含水率を超えた場合、式 (11)、(12b) に応じて下層に融雪水の流下が生じるため、質量および含水率に変化が生じる。

3. 本モデルの適用

これまで述べてきたモデルの適用例として北見工業大学寒地気象観測室で得られたデータを用い、雪面融雪量と融雪水の地表面到達量 (M_{cal}) の推定を試み、同時にスノーライシメータによ

り測定された融雪水の地表面到達量の実測値 (M_{obs}) との比較検討を行う。

(1) 北見工業大学寒地気象観測室における融雪水の地表面到達量の現地観測

図-2は寒地気象観測室で得られた1989年12月から一冬間の積雪深と降水量を1時間毎に示したものである。

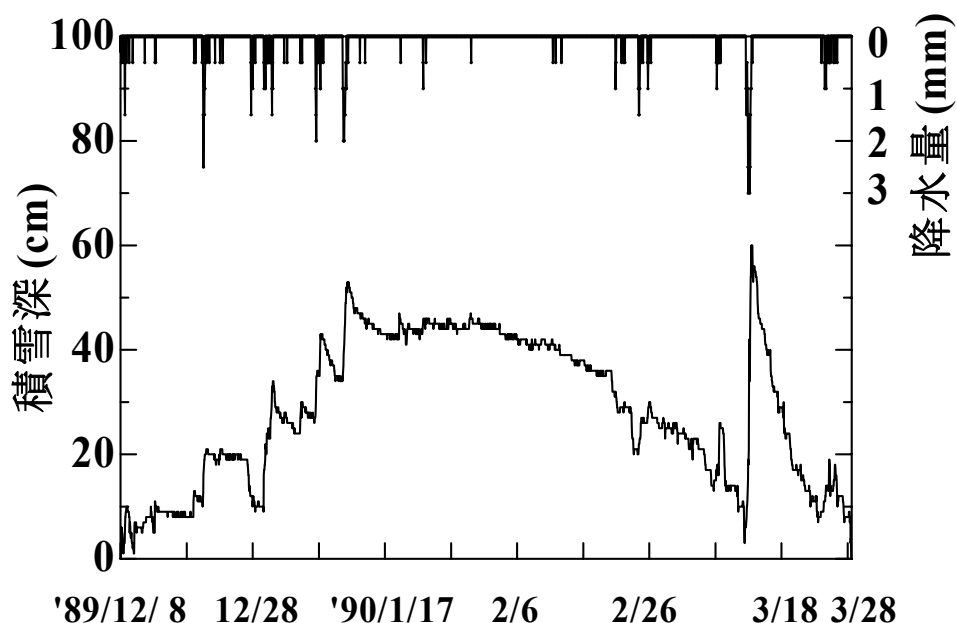


図-2 観測期間の降水量と積雪深の時間変化

寒地気象観測室では地表面上に90×90cmのスノーライシメータを2台設置し、塩化ビニルパイプで地下室に導かれた融雪水をそれぞれ0.5mm、1.0mmの転倒枡で計測し、融雪水の地表面到達量を計測している。しかし、0.5mm用のスノーライシメータの設置位置は観測小屋に近く、観測小屋からの輻射熱の影響で融雪の進行が早く今回の解析からは除外した。表1に今回使用した観測機器の諸元を示す。

表1 使用した観測機器の諸元

観測項目	測定機器	地表面からの設置高さ (m)	備考
積雪深	超音波積雪深計	3.91	測定誤差±1cm
降水量	いっ水式雨雪量計	1.7	測定誤差±0.5mm
地表面到達融雪量	スノーライシメータ	0	90×90cmのレシーバで集水、1mm転倒枡で計測
風速	風車型微風向風速計	5.88	

観測期間中の積雪開始日の時刻は12月8日の5時の積雪深が2cmであったがこのときの降水量は0mmと計測された。これは表1に示すように雨雪量計の精度により計測されなかったと推定されるが、中尾⁵⁾が提案している新雪密度と降水量の関係よりこのときの降水量を推定し1時間降水量を0.2mmとして以降計算を進めた、

(2) 降水量の捕捉率の補正

一般に降水観測に用いられる雨雪量計は降水量計受け口付近の気流の乱れにより、一部の降水は測器に捕捉されず、真の降水よりも小さくなる。特に冬期においては、ヒーターの使用により、気流の乱れが顕著になるほか、一部は蒸発損失となり、捕捉率は急激に低下するので、計測された降水量を補正する必要がある。横山等⁶⁾は3種類の降水量計に対し、雨、雪による補正量を風速の関数で表しているが、本研究では降水量計の機種に依存しない、WMOの固定降水量測定最終報告⁷⁾に基づく次式による補正率 c (%) を用いることとした。

$$c(\%) = 100 + 0.194 \times u_p + 0.222 \times u_p^2 \quad (13)$$

ここに、 u_p は降水量計受け口と同じ高さの風速 (m/s) であり、大気の安定度が中立に近いとして梶川ら⁸⁾が提案している次式により高度変換した。

$$u_p = u \frac{\ln\left(\frac{z_p}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_u}{z_0}\right)} \quad (14)$$

ここに、 u ：風速計で観測された風速 (m/s)、 z_u 、 z_p ：風速計および降水量計の雪面からの設置高さ (m)、 z_0 ：雪面における空気力学的粗度であり、平らな雪面では 1.4×10^{-4} mである⁹⁾。

ちなみに、WMOの方法では、雨・雪混じりの場合についても同様な補正式が提案されているが今回使用しているデータのみでは降水が雪であるか雨・雪混じりであるかの判定がつかなかったため、降水があり、積雪深が1時間前よりも増加して明らかに雪であると判断された場合のみ降水量の補正を行った。また、WMOの方法では雨の場合、 $c=100\%$ となり、補正しなくても良いとされている。

4. 解析例

本手法で用いる式(1)の C と a の値は明らかとなっていない。小南らは新潟県森林総合研究所十日町試験地の日積雪深観測値と計算結果より $C=0.392$ ($\text{Pa} \cdot \text{s} (\text{kg}/\text{m}^3)^{-a}$)、 $a=3.6$ を最適値としている。本報告では小南らの $C=0.392$ が正しいものとして a を3.0から4.0まで0.1刻みに変化させスノーライシメータによる融雪量の地表面到達量の実測値と上記で説明した融雪水の計算値とのRMS誤差が最も小さくなる a を求めたところ、小南の値と同じ $a=3.6$ が得られた。また、粘性圧縮により、各積雪層は密度変化を生ずるが、乾き密度が $550\text{kg}/\text{m}^3$ 以上ではもはや粘性圧縮により厚さの変化はないものとして計算を行った。また、降水がないにもかかわらず、

積雪深の値が1cm程度増加することがある．これは表1に示したように積雪深計自身の測定誤差であると考えられるが，このような場合，積雪深は増加する前の値と同じであるとして，計算を行った．なお，計算時間間隔 Δt は小南らと同様1時間とした．また，雪質変化については融雪の進行により生ずるものとし，北見地方のような寒冷地に多く見られる，寒冷変態の一つである積雪層の“しもざらめ”化については考慮していない．

図-3に融雪最盛期である1990年3月22日と3月27日のスノーライシメータによる観測値 (M_{obs}) と融雪水の地表面到達量の計算結果 (M_{cal}) の1時間毎の比較を示す．両者はほぼ同様の傾向を示すものの計算値の方がピークを過ぎた後急激に減少している．このような現象は全期間を通し，融雪の大小にかかわらず融雪のあった日のほとんどに見られた．おそらく f_c または w_{cap} が原因として考えられるが，現段階でこれらの最適な値は見出せていない．

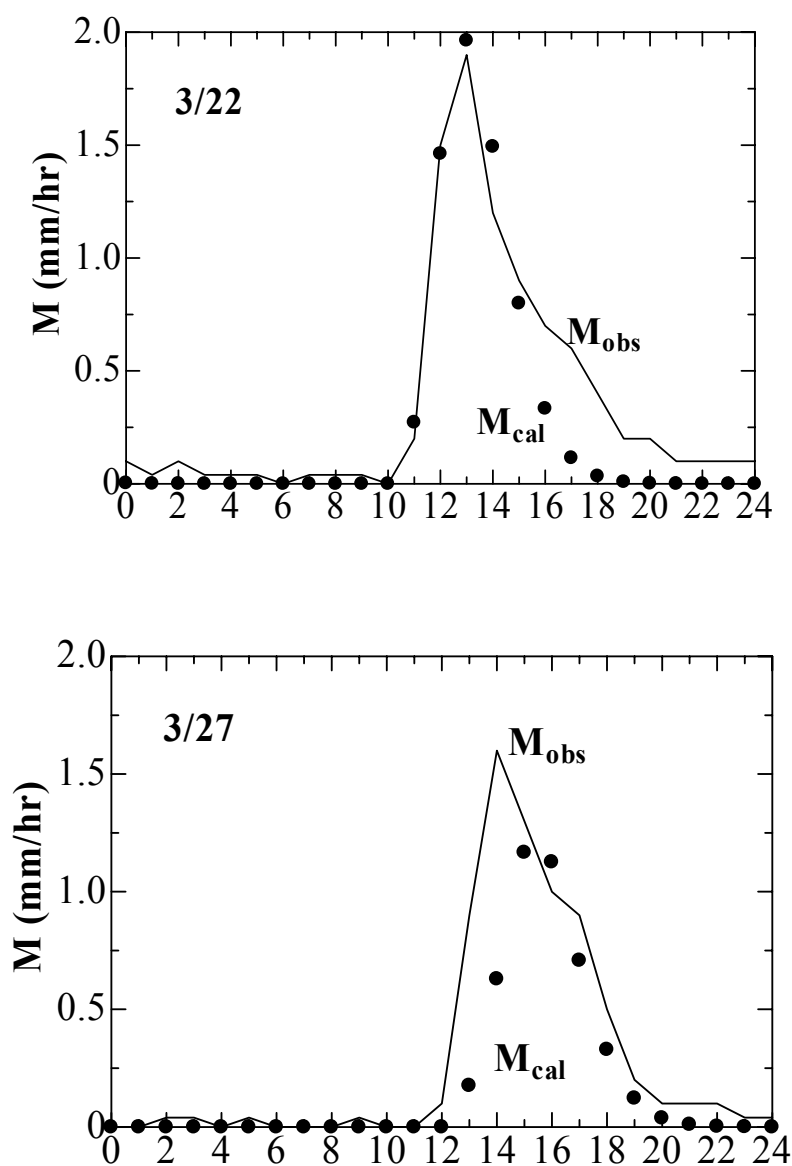


図-3 Mの計算値と測定値の時間変化

図-4に1990年3月の融雪水の地表面到達量(M)を日積算値として表した、実測値と計算値の比較を示す。このうち、計算値が実測値に比べ、大となっている3月7, 11, 12日についてデータを詳細に検討したところ、7, 11日については、夜間、実測値はほとんど0となっているが、計算結果は0となっていない。本モデルでは気温などの温度を一切用いておらず、積雪層内で保持された保水量は全て“水”として保持されると考えており、積雪層内の温度低下による保水の再凍結については考慮していないためである。これに対し、一番誤差の大きい3月12日について本モデルでは降水の雨雪判定は指標Dのみによって行っているが、この日の降水の一部は気温データより明らかに降水が雪であったにも係わらず、全て雨と判定され、融雪水の一部となり、下層へ流下したためである。先の問題とともに、本モデルに気温をパラメータとして、雨雪判定を導入することにより、解析精度が大幅に向上すると思われる。これに対し、3月13~20日まで M_{obs} があるにもかかわらず本解析では雪面融雪量は0と計算された。この原因については現在検討中であるが、著者は雪温による C と a の変化にあると考えている¹⁰⁾。

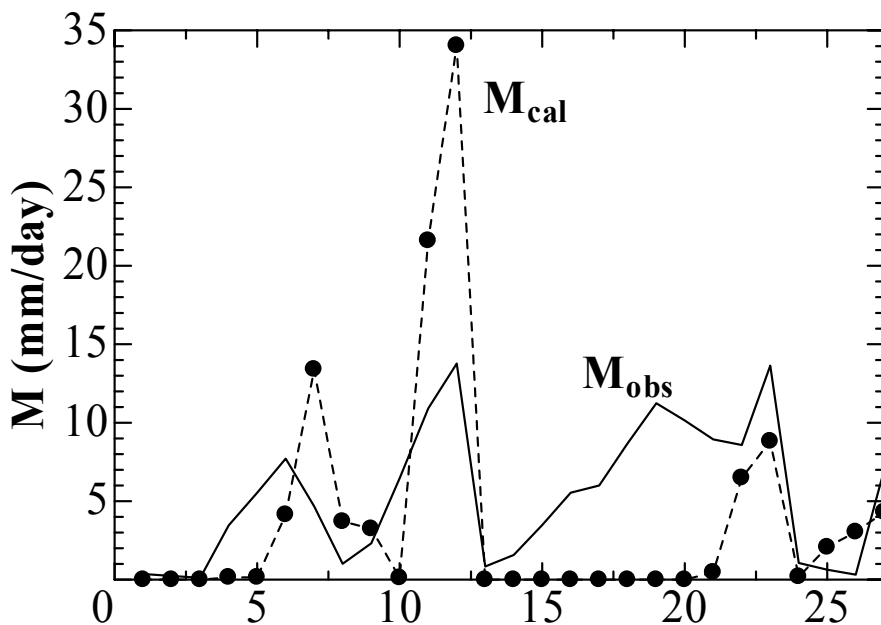


図-4 3月のMの日変化

5. まとめ

雪の粘性圧縮理論を用いることにより、降水量、積雪深変化のみから一冬間の融雪水の地表面到達量Mの推定を行った。Mの実測値または計算値が0以外のときの結果を用いた誤差評価を行ったところRMS誤差は0.71mm/hrとなり、誤差の絶対値の平均は0.26mm/hrであった。本モデルでは気温等の温度を一切考慮していないため、積雪層内の保持水はすべて水のままで再凍結を考えていない。

また、降水の雨雪の判定を指標Dのみで行っており、一部雪であるにもかかわらず、雨と判定さ

れ、Mが過大に評価された箇所がみられた。本モデルに気温を考慮することにより、上記の問題点が解決され、精度の格段の向上が期待される。現在、筆者は気温を取り込んだモデルの改良を行っており、その結果については別の機会で発表することにする。

参考文献

- 1) 小島賢治：全冬期間にわたる融雪要因の時期的変化，第 14 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，pp.187-188，1977.
- 2) 中尾隆志・佐渡公明：融雪におけるディグリーデーファクターについて，土木学会北海道支部論文報告集，43 号，pp.223-226，1997.
- 3) 小南裕志・遠藤八十一・庭野昭二・潮田修一：積雪の粘性圧縮理論による降雪深の推定，雪氷，60 巻 1 号，pp.13-23，1998.
- 4) Laramie, R. L. and J. C. Schaake : Simulation of the Continuous Snowmelt Process, *M. I. T. Report* No.143, 1972.
- 5) 中尾隆志：アメダスデータを用いた新雪密度の推定法，土木学会北海道支部論文報告集，61 号，II-7(CD-ROM)，2005.
- 6) 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和：冬期における降水量計の捕捉特性，日本雪氷学会誌，第 65 巻 3 号，pp.303-316，2003.
- 7) Goodison B. E., Louie P. Y. T. and Yang D: *WMO solid precipitation measurement intercomparison Final Report*, WMO, 299p., 1998.
- 8) 梶川正弘・後藤 博・金谷晃誠・菊池勝弘：気象要素を考慮した新積雪密度の推定式，日本雪氷学会誌，第 66 巻 5 号，pp.561-565，2004.
- 9) 近藤純正：水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－，朝倉書店，348p.，1994.
- 10) 熊倉俊郎・山野井克己・早川典生：積雪の多層圧密モデルを用いた北陸地方の降積雪現象の解析，日本雪氷学会誌，第 60 巻 1 号，pp.35-50，2004.